

Günter Dietrich

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

## Entstehung der Ozeane

Günter Dievich

Institut für Meereskunde der Universität Kiel

# Entstehung der Ozeane

Die Erde, auf der wir leben, ist in vieler Beziehung einzigartig, verglichen mit anderen Planeten. Nicht nur weil es Lebewesen gibt und darunter uns Menschen, sondern weil zwei weitere Besonderheiten die Erde auszeichnen, die uns selbstverständlich erscheinen mögen, obwohl sie es gar nicht sind. Die eine dieser Besonderheiten ist die Existenz des Wassers auf der Erde; insgesamt sind es 1434 Mio. km<sup>3</sup>, die sehr wahrscheinlich in der Erdgeschichte konstant geblieben sind. Die weitere Besonderheit ist, daß dieses Wasser die Erde nicht vollständig bedeckt, sondern bestimmte Hohlformen ausfüllt und sie zu Ozeanen macht, die 1350 Mio. km<sup>3</sup> Wasser enthalten. Eigentlich sollte dieses Meerwasser in den Milliarden Jahren in seinem Kreislauf über die Verdunstung, den Niederschlag und die Abtragung der Festländer durch den Abfluß die Erde eingeebnet haben. Auf einer solchen ebenen Erde würde die vorhandene Wassermenge einen 2430 m tiefen Ozean bilden. Tatsächlich schauen auf der Erde fünf Weltinseln — Kontinente genannt — aus einem zusammenhängenden Weltmeer heraus. Die Kontinente gliedern das Weltmeer in drei Ozeane. Unsere Frage läuft darauf hinaus: War es in allen Zeiten so? Wie sind die Ozeane entstanden? Es gibt zahlreiche Erklärungsversuche, aber alle verwickelten sich lange Zeit mit den Gegebenheiten auf der Erde in Widersprüche. In den letzten 10 Jahren ist ein durchgreifender Wandel eingetreten. Die Physik hat völlig neue Erkenntnismöglichkeiten bereitgestellt, und die Meeresgeologie hat sie genutzt. Eine Zauberformel wird nicht geboten, aber das Ergebnis von vielen hundert wissenschaftlichen Arbeiten, aus denen sich neue Einsichten abheben. Damit Sie diese Einsichten selbst entwickeln können — nur auf diese Weise werden Sie selbst von der Entstehung der Ozeane überzeugt —, lassen Sie uns in die Vorarbeiten schauen.

Zuerst wollen wir uns eine Vorstellung von den Formen des Meeresbodens machen, im zweiten Schritt wollen wir uns unter den neuen Hilfsmitteln umsehen, die es möglich machen, die Entstehung dieser Bodenformen zu begreifen. Im dritten Schritt werden wir versuchen, die einzelnen Bodenformen zu verstehen. Schließlich, im vierten Schritt, soll es darum gehen, über die einzelnen Formen hinaus, die großen Zusammenhänge der Entstehung der Ozeane zu begreifen.

Beginnen wir mit dem ersten Schritt und orientieren wir uns über die Formen am Ozeanboden. Das Echolot, das 1912 von Alexander Behm in Kiel erfunden wurde, wo sich noch heute die Firma Behm befindet, registriert die Wassertiefen, über die ein Schiff hinwegfährt. Wertet man diese Aufzeichnungen — die Echogramme — zu Tiefenkarten aus, dann zeigt sich zweierlei: Erstens der Ozeanboden ist

kompliziert, jedoch regional sehr unterschiedlich geformt. Zweitens die Fülle der unterseeischen Formen, die 71 % der Erdoberfläche bedecken, sind nicht regellos verteilt, sondern sie lassen sich in eine natürliche Klassifikation einordnen.

Es gibt drei Großformen erster Ordnung, die jede in etwa vier Großformen zweiter Ordnung sich untergliedern lassen, so daß man insgesamt mit etwa 12 verschiedenen Großformen auskommt. Die drei Großformen erster Ordnung sind:

Kontinentalränder, Tiefseebecken, Mittelozeanischer Rücken. Die Kontinentalränder bilden den Übergang von den festländischen Küsten zu den Tiefseebecken. Sie gliedern sich in:

Schelfe, Kontinentalabfälle, Fußregionen und in einzelnen Gebieten in Tiefseegräben.

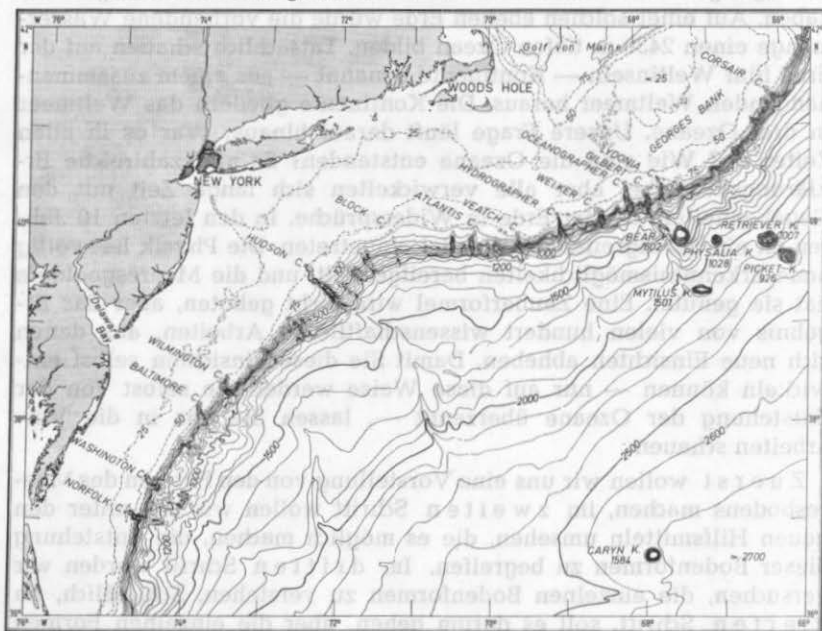


Abb. 1

Beispiel für den Kontinentalrand

Tiefenverteilung (in Faden) im westlichen Nordatlantischen Ozean

Schelf 0—100 Faden

Kontinentalabhang mit Cañons (C) 100—1200 Faden

Fußregion 1200—2600 Faden

Tiefsee-Ebene > 2600 Faden

Tiefseekuppen (K) mit geringster Tiefe in Faden (nach Belding und Holland, 1970).

Tiefen in Faden, 1 Faden = 1829 m

Die Tiefseebecken nehmen die großen Tiefen ein. Wir unterscheiden:

Tiefseehügel, Tiefsee-Ebenen, Tiefseeschwellen, Stufenregionen. Die dritte Großform erster Ordnung ist der Mittelozeanische Rücken. Er bildet ein riesiges zusammenhängendes Gebirgssystem, das mit 60 000 km das längste der Erde ist. Er besteht aus drei Hauptformen:

Zentralspalte, Kammregionen, Flankenregionen.

Eine gewisse Sonderstellung nehmen die unterseeischen Kuppen ein, weil sie überall auftreten.

Jede der Großformen wird in einem typischen Beispiel vorgestellt: Abb. 1, 2 und 3.

Der Kontinentalrand besteht nach Abb. 1 aus dem Schelf, der wie ein flaches Gesimse die Kontinente umgibt. Die Schelfe sind für den Menschen am interessantesten, nicht nur weil sie vor der Küste liegen. Sie bergen die Hauptfangplätze der Fischerei und die riesigen Vorräte an Erdöl und Erdgas. An die Schelfe, die bei etwa 200 m in einem scharfen Gefällsknick ihr Ende finden, schließen sich die Kontinentalabhänge, die steil bis etwa 2000 m Tiefe abfallen. Seit dreißig Jahren weiß man, daß sie stark zerfurcht sind, es sind die submarinen Cañons, die sich als eine weltweit verbreitete Bodenform erwiesen haben. Sie gehen über in die Fußregionen, das sind schwach geneigte

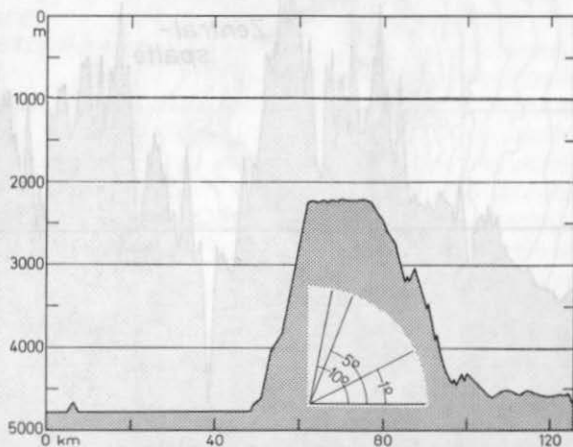


Abb. 2

Beispiel aus einem Tiefseebecken

Nach einem Echolotprofil von F. V. S. „Gauß“ 1958 im Neufundlandbecken in 44° N und 40° W

Links: Tiefsee-Ebene, Mitte: Tiefseekuppe, rechts: Tiefseehügel

(nach Dietrich, 1959).

Überhöhung 30fach

Ebenen, die von 2000—5000 m Tiefe reichen. Im Pazifischen Ozean und an vereinzelten Stellen des Atlantischen und Pazifischen Ozeans fehlt die Fußregion, dafür geht der Kontinentalabfall direkt in Tiefseegräben über. Dies sind langgestreckte Senken mit über 6000 m Tiefe, z. T. bis 11 000 m.

Abb. 2 stellt einen Ausschnitt aus einem Tiefseebecken dar. Es ist ein Bodenprofil, das wir 1958 im Internationalen Geophysikalischen Jahr mit dem Forschungsschiff „Gauß“ zwischen Neufundland und den Azoren erzielten. Es zeigt das normale Relief der Tiefseebecken, nämlich Tiefseehügel mit ihrem flachwelligen Meeresboden auf der rechten Seite. Mit der Annäherung an den Kontinentalabfall geht die Hügelregion in tischebene Tiefsee-Ebenen über. Vereinzelt schauen

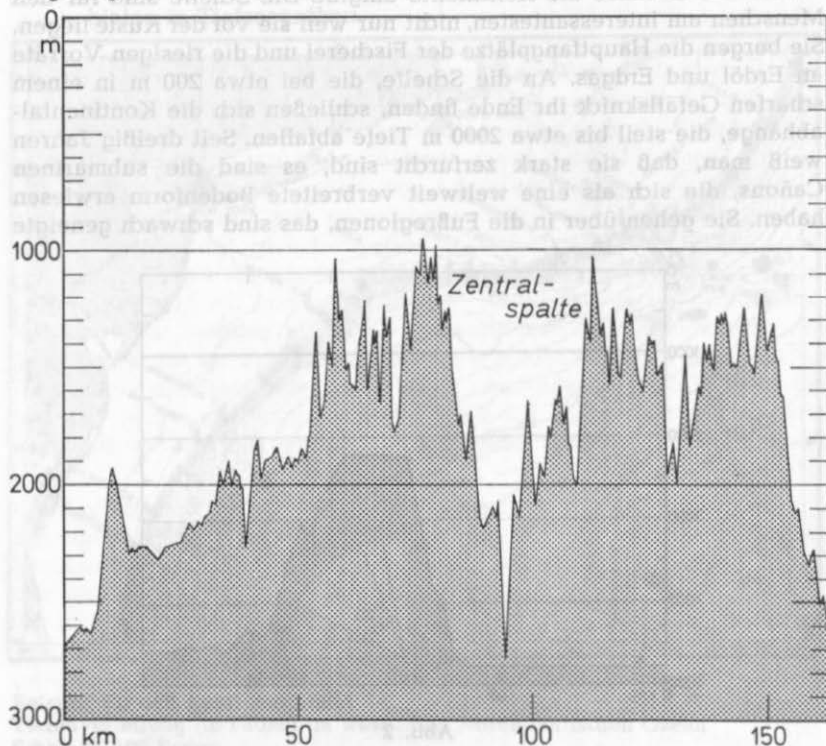


Abb. 3

Beispiel für den Mittelozeanischen Rücken

Nach einem Echolotprofil von F. F. S. „Anton Dohrn“ 1958 über den Reykjanesrücken in 57,5° N

Mitte: Zentralspalte, daneben: Kammregionen, außen: Flankenregionen (nach Ulrich, 1963). Überhöhung 50fach

Spitzen in Form von kleinen oder auch von großen Kuppen heraus. Man ahnt, daß hier äußere Vorgänge den Meeresboden eingeebnet haben. Wir werden sie noch kennenlernen.

Die Abb. 3 vermittelt einen Eindruck von der dritten Großform erster Ordnung: vom Mittelozeanischen Rücken. Wir haben einen Querschnitt dieses Rückens im Atlantischen Ozean vor uns, den wir mit „Anton Dohrn“ in einem Echolotprofil erhielten. Auffallend ist die Zentralspalte, die 2000—3000 m in den Rücken eingesenkt ist. Steile Wände rahmen sie ein, das Relief steht dem der Alpen nicht nach. Die Zentralspalte ist in die Kammregion eingebettet, die den eigentlichen Rücken bildet. Nach außen wird das Relief ruhiger, wir fassen diese Regionen als Flankenregionen zusammen, die dann in

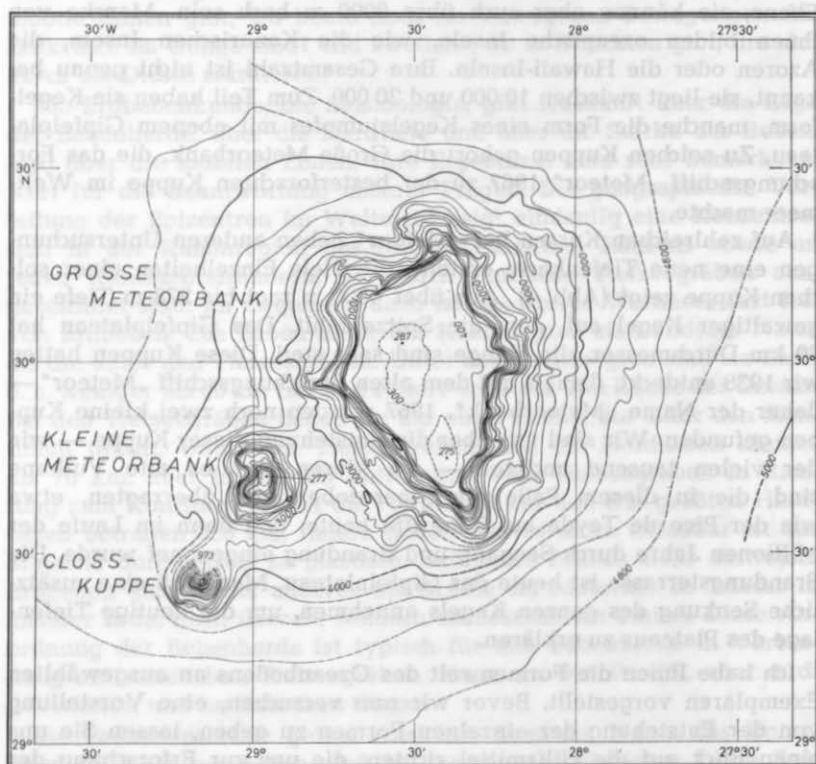


Abb. 4

Beispiel für eine untermeerische Kuppe

Große Meteorbank nach der Vermessung von F. S. „Meteor“ 1967 (nach Ulrich, 1969). Tiefen in m.



die Hugelregionen der Tiefseebecken übergehen. Dieses Querprofil ist kein Einzelfall, sondern charakterisiert uns den längsten Gebirgszug der Erde. Er verläuft durch das Nordpolarmeer, den Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean bis nach Kalifornien über eine Entfernung von 60 000 km. Die Zentralspalte ist fast überall vorhanden, nur weist sie in einzelnen Abschnitten horizontale Versetzungen auf. Teile des Rückens sind gleichsam gegeneinander verschoben, Verwerfungslinien treten auf.

Neben den drei Großformen erster Ordnung treffen wir auf unterseeische Kuppen, die eine Sonderstellung einnehmen. Sie treten nämlich innerhalb jeder Großform auf, ihre Höhen können unter 100 m hoch sein, wie in Abb. 2 in der kleinen Spitze in der Tiefsee-Ebene, sie können aber auch über 8000 m hoch sein. Manche von ihnen bilden ozeanische Inseln, wie die Kanarischen Inseln, die Azoren oder die Hawaii-Inseln. Ihre Gesamtzahl ist nicht genau bekannt, sie liegt zwischen 10 000 und 20 000. Zum Teil haben sie Kegelform, manche die Form eines Kegelstumpfes mit ebenem Gipfelplateau. Zu solchen Kuppen gehört die Große Meteorbank, die das Forschungsschiff „Meteor“ 1967 zu der besterforschten Kuppe im Weltmeer machte.

Auf zahlreichen Kursen hat „Meteor“ neben anderen Untersuchungen eine neue Tiefenkarte erstellt, die viele Einzelheiten einer solchen Kuppe zeigt (Abb. 4). Aus über 4000 m ragt bis 278 m Tiefe ein gewaltiger Kegel auf, dem die Spitze fehlt. Das Gipfelplateau hat 30 km Durchmesser, die Hänge sind sehr steil. Diese Kuppen hatten wir 1938 entdeckt, damals mit dem alten Forschungsschiff „Meteor“ — daher der Name „Meteorbank“. 1967 wurden noch zwei kleine Kuppen gefunden. Wir sind uns über die Entstehung dieser Kuppe — wie der vielen tausend anderen — im klaren, daß es alte Vulkane sind, die in diesem Falle die Meeresoberfläche überragten, etwa wie der Pico de Teyde auf Teneriffa heute, und dann im Laufe der Millionen Jahre durch Seegang und Brandung eingeebnet wurde. Die Brandungsterrasse ist heute das Gipfelplateau. Man muß eine zusätzliche Senkung des ganzen Kegels annehmen, um die heutige Tiefenlage des Plateaus zu erklären.

Ich habe Ihnen die Formenwelt des Ozeanbodens an ausgewählten Exemplaren vorgestellt. Bevor wir nun versuchen, eine Vorstellung von der Entstehung der einzelnen Formen zu geben, lassen Sie uns einen Blick auf die Hilfsmittel richten, die uns zur Erforschung der Formen zur Verfügung stehen. Sie sind von viel größerer Bedeutung als auf dem Festlande, wo man direkt in Steinbrüchen und in Bohrungen den Untergrund erschließen kann. Auch auf dem Meere ist — wie auf dem Festland — die Bohrung das idealste Hilfsmittel.



Aber erst seit 1968 ist die Technik so weit fortgeschritten, daß man im offenen Ozean bohren kann. Man ist stark auf direkte Aussagen mittels physikalischer Methoden angewiesen.

Es gibt vier Hauptarbeitsrichtungen der geophysikalischen Erschließung: Seismik, Gravimetrie, Magnetik, Wärmeflußmessungen. Ich möchte hier die beiden wichtigsten Arbeitsrichtungen andeuten. Ihre Aussagen haben zu umwälzenden Erkenntnissen über die Entstehung der Formen des Ozeanbodens geführt: Es ist die Seismik und die Magnetik.

Die Seismik arbeitet mit elastischen Wellen. Entweder sind diese von Erdbeben natürlich angeregt oder durch Explosionen oder Stöße künstlich erzeugt. Uns interessieren die Fragen, ob es im Ozean mobile Zonen gibt, wo heute noch im Untergrund Bewegungen der Erdkruste im Gange sind? und zweitens, ob es Schichten gibt, die sich durch die Dichte markieren?

Die Erdbebenkunde, die Seismologie, gibt Auskunft über die Lage der Bebenherde, über die Herdtiefe und über die Stärke der Beben, also über die mobilen Zonen. Ihre Ergebnisse sind sehr bemerkenswert für die Beantwortung unserer Fragen. Die geographische Verteilung der Epizentren im Weltmeer zeigt eindeutig eine Konzentration in der Kammregion des Mittelozeanischen Rückens sowie an jenen Kontinentalrändern, die durch randliche Tiefseeegräben ausgezeichnet sind. Im Gegensatz dazu ist das übrige Weltmeer fast frei von Erdbeben. Die Beben unter der Kammregion sind anderer Natur als die unter den Tiefseeegräben. Unter der Kammregion sind sie flach, d. h. weniger als 60 km tief und relativ schwach. Am Rande der Ozeane bei den Tiefseeegräben liegen sie auf einer Ebene, die unter den Kontinent taucht. Unter den Tiefseeegräben sind die Herdtiefen kleiner als 70 km, aber in 500 km Entfernung vom Tiefseeegraben in Richtung zum Kontinent liegen die Herde 500 km tief. Die größten Herdtiefen betragen 700 km, tiefere Beben gibt es nicht. Offenbar ist das Material dort bereits so plastisch, daß keine Brüche mehr auftreten. Erdbeben sind nichts anderes als Brüche im Material. Es knackt in unserer Erde, nicht überall, sondern an bestimmten Linien. Diese Anordnung der Bebenherde ist typisch für alle Bebenherde in Verbindung mit randlichen Tiefseeegräben, rings um den Pazifik, aber auch im Atlantik und im Indischen Ozean.

Die Erdbebenwellen geben Auskunft über die Natur des Untergrundes. Aber wir sahen, daß in den meisten Gebieten keine Erdbeben auftreten. Die Möglichkeit der Erforschung solcher Gebiete liegt nahe: man macht sich seine Erdbeben selbst in Form von starken Explosionen. Die Geophysiker sprengen und messen die Eintrittszeit der elastischen Wellen, d. h. sie bestimmen ihre Laufzeit. Diese Lauf-

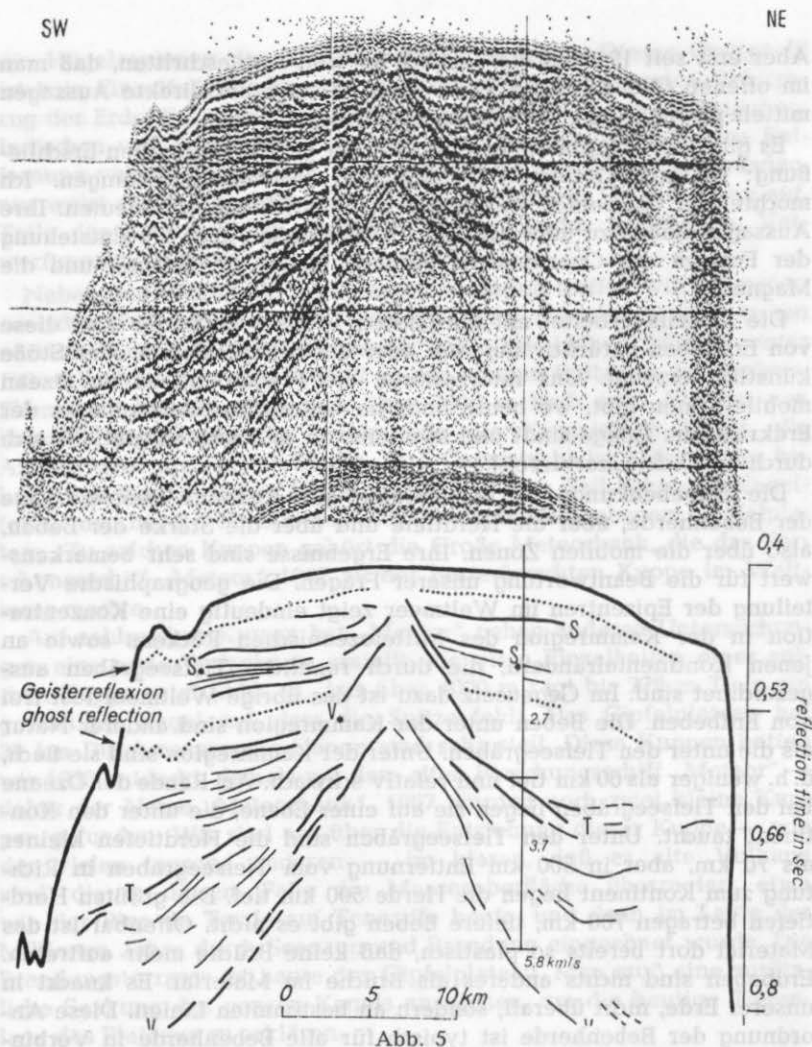


Abb. 5

a) Reflexionsseismisches Querprofil durch die Große Meteorbank (s. Abb. 4) von F. S. „Meteor“ 1967. Horizontale Linien geben Zeitintervalle von 0,133 sec für die Schallimpulse an, was etwa 200 m Mächtigkeit entspricht.

b) Deutung von a)

V und  $V_*$ : Obere Grenze des vulkanischen Festgesteins,

$V_p = 5,8$  km/sec für Kompressionswellen.

T,  $S_*$  und S: Sedimenthorizonte,  $v_p = 3,7$  bzw.  $2,7$  km/sec.

Ziffern an vertikaler Linie: Aus refraktionsseismischen Messungen abgeleitete Durchschnittsgeschwindigkeiten der Kompressionswellen. Überhöhung von a) und b) etwa 30fach (nach Hinz, 1969).

zeit hängt vom Material des Untergrundes ab. Die Sprengseismik, die 1923 der Deutsche Ludwig Mintrop eingeführt hat — sie wurde die entscheidende Methode zur Entdeckung der Erdölfelder —, wird in den letzten Jahrzehnten als Refraktionsseismik auch auf dem Ozean eingesetzt. Man braucht ein Schießschiff und ein Meßschiff. Das Meßschiff registriert mittels Hydrophonen die Eintrittszeiten der elastischen Wellen. Die eleganteste Methode ist, daß man statt des Meßschiffes einen Hubschrauber ausschickt, der Hydrophone bei der Explosion ins Wasser taucht, wie wir es 1965 im Indischen Ozean mit dem Forschungsschiff „Meteor“ getan haben.

Die Eindringtiefe dieses Verfahrens in die Erde ist groß, man erreicht 30 km und mehr und erhält den Schichtaufbau der Erdkruste und des Erdmantels. Es gibt Auskunft über das Material, aus dem die Bodenformen bestehen und bringt diese Formen und damit den Ozean einer Erklärung erheblich näher.

Was ich eben angedeutet habe, ist die Refraktionsseismik. Sehr viel einfacher, aber keine so eindeutigen Ergebnisse liefert die Reflexionsseismik. Man benutzt eine Art Echolot, und sendet wie mit dem Echo-

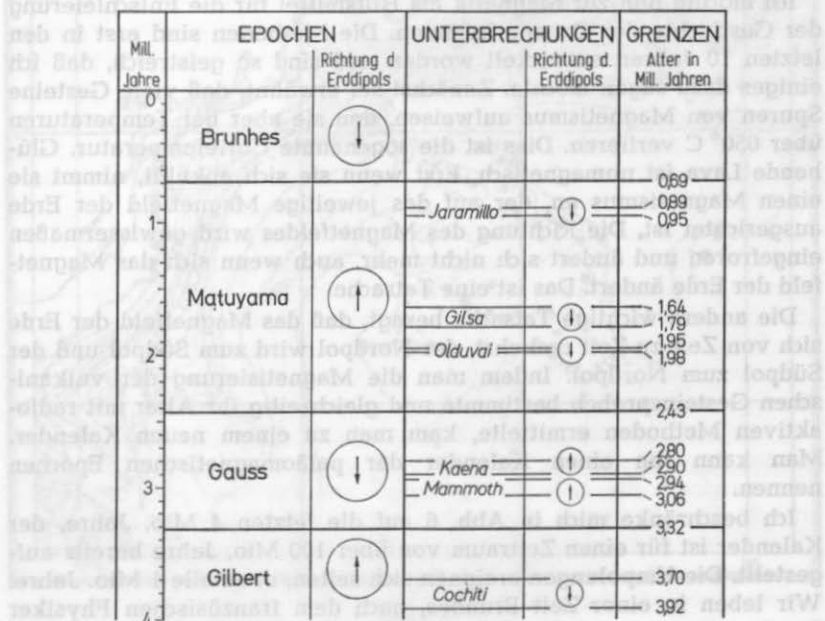


Abb. 6

Paläomagnetische Epochen der Erde in den letzten 4 Millionen Jahren (nach Cox, 1969).

lot einen Schallimpuls zum Meeresboden und nimmt die Eintrittszeiten der reflektierten Wellen auf. Zum Unterschied gegenüber dem Echolot erzeugt man sehr viel stärkere Impulse, die in den Untergrund eindringen. Überall, wo ein Dichtesprung vorhanden ist, wird Reflexion erfolgen. Wie ein reflexionsseismisches Profil aussieht und wie der Fachmann es deutet, gibt die Abb. 5 an.

Dieselbe Kuppe, die Große Meteorbank, von der Abb. 4 die Tiefenkarte darstellt, ist in Abb. 5 gewissermaßen in den obersten 600 m durchleuchtet. Den Zeitmarken von 0.13 sec entsprechen 200 m Weg. Die Deutung besagt, daß der Basalt eines Vulkankegels überlagert ist vom Kalk der Korallen. Riffkorallen können nur im Licht der obersten Meter des Meeres leben, also muß das Gipfelplateau dort durch die Brandung entstanden und dann mit dem Kegel abgesunken sein. Die Altersbestimmung mit Isotopenmethoden ergab 40 Mill. Jahre für diesen Kalk, das ist Eozän, also mittleres Tertiär. Diese Form der Seismik ist einfach vom fahrenden Schiff anzuwenden und liefert Auskunft über die Dicke der Sedimente, die den kristallinen Untergrund bedecken.

Ich möchte nun zur Magnetik als Hilfsmittel für die Entschleierung der Geschichte der Ozeane kommen. Die Methoden sind erst in den letzten 10 Jahren entwickelt worden und sind so geistreich, daß ich einiges dazu sagen möchte. Zunächst sei erwähnt, daß viele Gesteine Spuren von Magnetismus aufweisen, den sie aber bei Temperaturen über  $650^{\circ}\text{C}$  verlieren. Dies ist die sogenannte Curietemperatur. Glühende Lava ist unmagnetisch. Erst wenn sie sich abkühlt, nimmt sie einen Magnetismus an, der auf das jeweilige Magnetfeld der Erde ausgerichtet ist. Die Richtung des Magnetfeldes wird gewissermaßen eingefroren und ändert sich nicht mehr, auch wenn sich das Magnetfeld der Erde ändert. Das ist eine Tatsache.

Die andere wichtige Tatsache besagt, daß das Magnetfeld der Erde sich von Zeit zu Zeit umkehrt, der Nordpol wird zum Südpol und der Südpol zum Nordpol. Indem man die Magnetisierung der vulkanischen Gesteinsproben bestimmte und gleichzeitig ihr Alter mit radioaktiven Methoden ermittelte, kam man zu einem neuen Kalender. Man kann ihn einen Kalender der paläomagnetischen Epochen nennen.

Ich beschränke mich in Abb. 6 auf die letzten 4 Mio. Jahre, der Kalender ist für einen Zeitraum von über 100 Mio. Jahre bereits aufgestellt. Die Umpolungen ereignen sich selten, etwa alle 1 Mio. Jahre. Wir leben in einer Zeit Brunhes, nach dem französischen Physiker Brunhes benannt, in der der magnetische Nordpol am Südpol liegt. Vor 700 000 Jahren erfolgte die Umpolung. Die Epochen werden von kurzen Ereignissen auf der ganzen Erde durchbrochen, sie sind kurz-

fristige Umkehrungen. Die Gültigkeit dieses paläomagnetischen Kalenders ist heute auf der ganzen Erde erwiesen.

Vor wenigen Jahren machte man die Beobachtung, daß bei der Messung des Erdmagnetismus mit einem von einem Schiff geschleppten Magnetometer sich eine Folge von magnetischen Anomalien ergibt, die sich streifenförmig parallel mit der Zentralspalte des Mittelozeanischen Rückens als Achse anordnen. Was in Abb. 6 auf dem paläomagnetischen Kalender in einem zeitlichen Nacheinander erschien, ist am Ozeanboden als ein räumliches Nebeneinander sichtbar. Die Erklärung ist aufregend, denn sie entschleierte die Geschichte des Mittelozeanischen Rückens. In der Mitte quillt Lava auf, kühlt sich unter dem Curiepunkt ab und konserviert das jeweilige Magnetfeld. Der Streifen halbiert sich, wandert nach beiden Seiten ab und macht Lava Platz, die in einer anderen erdmagnetischen Epoche eine Umkehr der Anomalien zeigt. Man kann die Geschwindigkeit des Ab-

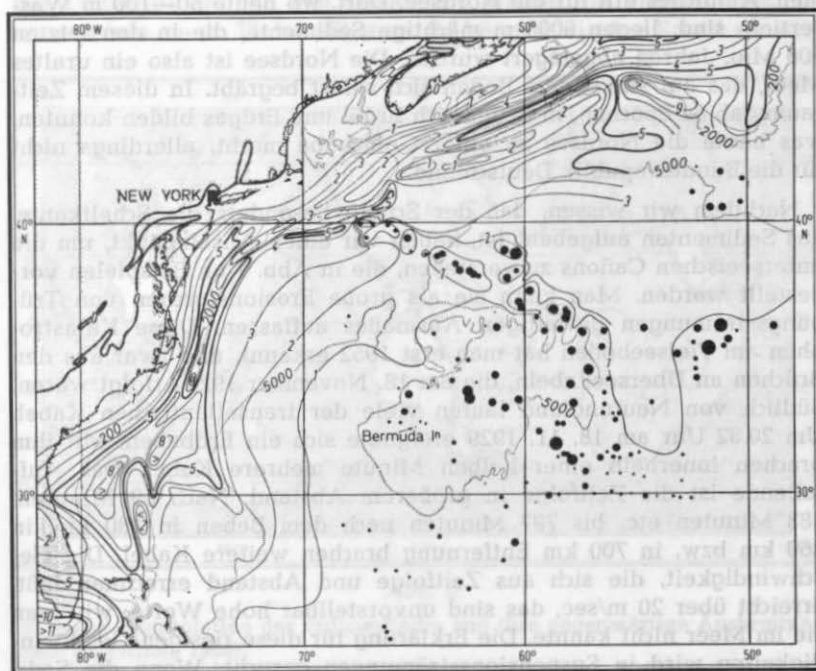


Abb. 7

Dicke der Sedimente (in km) im westlichen Nordatlantischen Ozean. Ausgefüllte Kreise: Untermeerische Kuppen, punktierte Linien: Tiefenlinien 200, 2000 und 5000 m (nach Emery et al, 1970).

wanderns, nämlich die Ausbreitung des Meeresbodens, ablesen. Im Nordatlantik erreicht der Dehnungsbetrag 200 km in 10 Mio. Jahren, das sind 2 cm/Jahr nach jeder Seite, also 4 cm/Jahr entfernt sich Grönland von Europa.

Nach diesem kurzen Einblick, was heute Seismik und Magnetik an Aussagen zu geben vermögen, kehren wir zu den Großformen erster Ordnung zurück. Vieles läßt sich jetzt erklären. Der Schelf bis zur Tiefsee ist vor der US-Küste mit Refraktions- und Reflexionsseismik untersucht worden. Ein Ergebnis ist die Dickenangabe der Sedimente über dem kristallinen Untergrund der Erdkruste in Abb. 7. Die Schelfkante, also die 200-m-Linie, ist angegeben. Vor New York muß man 5 km Sediment durchdringen, ehe man auf das Kristallin des Untergrundes stößt, an anderen Stellen sind es 9 km. Das Überraschende dabei ist: Die Schelfe sind aus Sedimenten aufgebaut, also Ablagerungen, die von organischen und mineralischen Resten stammen. Ähnliches gilt für die Nordsee. Dort, wo heute 50—100 m Wassertiefe sind, liegen 6000 m mächtige Sedimente, die in den letzten 700 Mio. Jahren abgelagert wurden. Die Nordsee ist also ein uraltes Meer, das auf sinkendem Boden sich selbst begräbt. In diesem Zeitraum gab es Epochen, in denen sich Erdöl und Erdgas bilden konnten, was heute die Nordsee zu einer Goldgrube macht, allerdings nicht für die Bundesrepublik Deutschland.

Nachdem wir wissen, daß der Schelf, besonders die Schelfkante, aus Sedimenten aufgebaut ist, haben wir einen Ansatzpunkt, um die unterseeischen Cañons zu verstehen, die in Abb. 1 an Beispielen vorgestellt werden. Man kann sie als große Erosionsfurchen von Trübungsströmungen gewaltigen Ausmaßes auffassen. Diese Katastrophen am Tiefseeboden hat man erst 1952 erkannt, und zwar aus den Brüchen an Überseekabeln, die am 18. November 1929 erfolgt waren. Südlich von Neufundland laufen viele der transatlantischen Kabel. Um 20.32 Uhr am 18. 11. 1929 ereignete sich ein Erdbeben. Mit ihm brachen innerhalb einer halben Minute mehrere Kabel. Das Auffallende ist die Zeitfolge in größerem Abstand. Nach 59 Minuten, 183 Minuten etc. bis 797 Minuten nach dem Beben in 180 km, in 360 km bzw. in 700 km Entfernung brachen weitere Kabel. Die Geschwindigkeit, die sich aus Zeitfolge und Abstand errechnen läßt, erreicht über 20 m/sec, das sind unvorstellbar hohe Werte, wie man sie im Meer nicht kannte. Die Erklärung für diese riesigen Geschwindigkeiten wird in Suspensionsströmungen gesucht. Wenn die Sedimente am Kontinentalabfall nach dem Erdbebenstoß ins Rutschen geraten, dann wirbeln sie feine Sedimente auf. Es entsteht eine Mischung von Sediment und Wasser, das eine höhere Dichte als das umgebende Wasser besitzt. Wie eine Staublawine rast die Strömung



in die Tiefsee, zerstört alles auf ihrem Wege, darunter die Telegraphenkabel und läßt sich über 600 km in die Tiefsee verfolgen. Diese Katastrophen der Tiefsee sind seltene Ereignisse, sonst gäbe es keine Schelfe. Das Ereignis im Jahre 1929 betraf 100 000 km<sup>2</sup>, also eine Fläche, die der halben Bundesrepublik entspricht. Man hat sich bemüht, Kabelbrüche im Weltmeer durch Suspensionsströmungen zu erklären. 1880—1955 ereigneten sich 37 Kabelbrüche. Gewiß treten Suspensionsströmungen häufiger auf, denn nicht überall gibt es Überseekabel. Dort, wo die Bodenformen ein Vordringen der Suspensionsströmungen verhindern, sind die Gebiete der „Unerreichbarkeit“. Es ist zu beachten, wenn man schon Atommüll oder Nervengas in den Ozean versenkt, daß man es in den Zonen der Unerreichbarkeit tut, weil man sonst Gefahr läuft, daß die gewaltigen Suspensionsströmungen die Behälter zerstören.

Diese Suspensionsströmungen, die Cañons offen halten, schaffen die Trübstoffe weit in den Ozean. Sie glätten die Tiefseehügel und verwandeln sie zu Tiefsee-Ebenen. So können wir den Schelf als Auf-

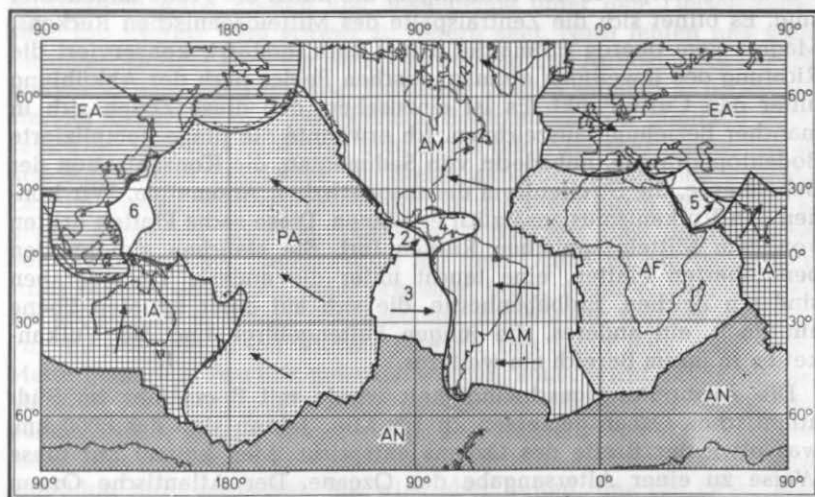


Abb. 8

Die sechs Hauptplatten der Erdoberfläche und ihre gegenwärtige Ausbreitung (nach Le Pichon, 1968).

Die Pfeile geben die Ausbreitungsrichtung relativ zur afrikanischen Platte an. Es gibt noch mehrere kleine Platten, 6 sind durch Ziffern markiert. Die Großplatten sind:

EA: Eurasiatische,  
IA: Indischaustralische  
AM: Amerikanische und

AF: Afrikanische,  
PA: Pazifische,  
AN: Antarktische.



schüttung verstehen, die Cañons als Erosionsformen, die Fußregion als Aufschüttungskegel und die Tiefsee-Ebenen als glatt gebügelte normale Hügelregionen der Tiefsee.

Fassen wir unsere Kenntnisse über den Untergrund der Tiefsee zusammen. Die Geophysik hat gelehrt, daß die granitische Erdkruste über einem schweren basaltischen Erdmantel liegt. Unter den Kontinenten ist die Kruste 30 km, unter den Ozeanen 5 km dick. Die Kruste wird von Sedimenten bedeckt, besonders stark an den Kontinentalrändern, weniger in den Tiefseebecken, sehr dünn oder gar nicht über dem Mittelozeanischen Rücken. Von dem Rücken wissen wir, daß er aus einer Mischung von Material des Mantels und der Kruste besteht, wie man es bei der aufsteigenden Lava unter der Zentralspalte nach den magnetischen Verhältnissen erwarten kann.

Damit sind wir an einem Punkte angelangt, wo sich die Einzelaussagen zu einem Gesamtbild zusammensetzen lassen (s. Abb. 8). Die Erdoberfläche gliedert sich in sechs Großplatten, deren Ränder sich durch die Erdbebenzonen auszeichnen. Die Platten bewegen sich wie starre Körper in den Richtungen, die durch die Pfeile angedeutet sind. Es öffnet sich die Zentralspalte des Mittelozeanischen Rückens, Magma vom oberen Erdmantel dringt nach, erstarrt, konserviert die Richtung des jeweiligen erdmagnetischen Feldes nach der Abkühlung unter den Curie-Punkt. Es ist einzusehen, daß diese Zonen sich in mancher Beziehung auszeichnen. Ich erwähnte die junge komplizierte Bodentopographie, unbedeckt von Sedimenten, die Konzentration der Bebenherde, die Streifenform der magnetischen Anomalien. Wir können den Vulkanismus zusätzlich erwähnen. Diese sechs Platten driften von dem Mittelozeanischen Rücken fort. Sie stauchen sich an den benachbarten Platten, eine taucht unter die andere, Tiefseeegräben sind ein Zeichen, Erdbebenherde, die sich auf einer schiefen Ebene anordnen, ein anderes, die jungen Faltengebirge und die Vulkanketten in ihrem Bereich ein weiteres.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit wurde mit 8 cm/Jahr im Südatlantischen Ozean gemessen. In 100 Mio. Jahren sind das 8000 km, was etwa der Breite des Ozeans entspricht. Man kommt auf diese Weise zu einer Altersangabe der Ozeane. Der Atlantische Ozean dürfte 100—200 Mio. Jahre alt sein, ein hohes Alter, aber kurz, gemessen an der Geschichte der Erde, die dreißigmal länger ist, nämlich etwa 3,5 Milliarden Jahre. Was war vor der Existenz des Atlantischen Ozeans? Die Kontinente hingen zusammen und bildeten einen großen Kontinentblock, er war umgeben von einem riesigen Ozean.

Was heute gemessen und erklärt wird, entspricht bis zu einem hohen Grade der Theorie der Kontinentalverschiebung von Wegener, die er 1912 aufstellte. ALFRED WEGENER, der große deutsche

Geophysiker, ist beim Nachweis seiner Theorie umgekommen, als er 1930 die Driftgeschwindigkeit von Grönland durch geodätische Messungen bestimmen wollte. Er ist im grönländischen Inlandeis verschollen. Seine Ideen haben sich heute in großartiger Weise bestätigt. Allerdings gibt es Abweichungen. Er sah die Kontinente wie Eisberge auf dem Erdmantel driften, auch von einem gemeinsamen Urkontinent ausgehend. Er konnte keine physikalischen Erklärungen für den Mechanismus der Driftbewegung angeben. Die neue Dehnungstheorie sieht nicht mehr die Kontinente driften, sondern riesige Platten, auf denen die Kontinente aufsitzen, und schließt die Neubildung von Kruste im Mittelozeanischen Rücken und das Aufschmelzen alter Kruste beim Abtauchen einer Platte unter eine andere mit ein.

Über den Mechanismus dieser Dehnungsbewegungen des Ozeanbodens sowie über seine Ursachen sagt der Befund nichts aus. Einige Forscher halten thermische Konvektionswellen für verantwortlich. Diese riesigen Zellen sollen aufsteigende Bewegungen unter dem Mittelozeanischen Rücken und absteigende unter den Tiefseeegräben sein. Ein Beweis wird schwer zu liefern sein. Noch fehlen uns viele Einzelheiten über die Entstehung, Bewegung und Auflösung der Großplatten an der Erdoberfläche. Driftende Platten müßten z. B. aus erstarrter Lava und darüberliegenden Sedimenten von gleichem Alter sein. Dies läßt sich nur durch Bohrungen und Altersbestimmungen an den Bohrkernen nachprüfen. An diesen aktuellen Problemen wird zur Zeit im großen Maßstab gearbeitet. Es geschieht durch das amerikanische Bohrschiff „Glomar Challenger“, das seit 1968 im Weltmeer bohrt. Dieses erste Tiefbohrschiff auf dem Ozean ist ein technologisches Meisterwerk, was jeder ermessen kann, wenn er bedenkt, daß ein 4000—5000 m langes Bohrgestänge ausgebracht werden muß, bevor die Bohrung in der Tiefsee beginnt. Das Schiff muß auf wenige Meter genau auf Position gehalten werden, sonst bricht das Gestänge. Mehrere 100 Bohrkern wurden genommen, darunter viele mehrere hundert Meter lang, d. h. daß sie bis zum Kristallin der Erdkruste reichen. Dies ist eine technisch-wissenschaftliche Leistung, die einem Mondflug nicht nachsteht. Sie wird aber helfen, uns die Geschichte und die Schätze dieser Erde, auf der wir leben, aufzuklären.

## Quellenverzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1 H. F. BELDING and W. C. HOLLAND, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970.  
Abb. 2 G. DIETRICH, Dt. hydrogr. Z. Erg. -H. B., 1959.  
Abb. 3 J. ULRICH, Geogr. Rundschau 15, 1963.  
Abb. 4 J. ULRICH, In H. Closs, G. Dietrich, G. Hempel, W. Schott und E. Seibold, „Meteor“-Forschungserg. A, No. 5. Berlin-Stuttgart 1969.  
Abb. 5 K. HINZ, „Meteor“-Forschungsergeb., C, No. 2, Berlin-Stuttgart 1969.  
Abb. 6 A. COX, Science 163, 1969.  
Abb. 7 K. O. EMERY, E. UCHUPI, J. D. PHILLIPS, C. O. BOWIN, E. T. BUNCE, and S. T. KNOTT, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 54, 1970.  
Abb. 8 X. Le PICHON, J. Geophys. Res. 73, 1969.